干旱区地理
ARID LAND GEOGRAPHY

doi:10.12118/j.issn.1000－6060.2019.06.01

乌鲁木齐城区一次极端东南大风的形成机制
——重力波与超低空急流耦合①

汤　浩[1,2]，　王　旭[3]，　储长江[4]，　孙鸣婧[1]
（1　新疆维吾尔自治区气象台,新疆　乌鲁木齐　830002；　2　中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所,新疆　乌鲁木齐　830002；　3　新疆维吾尔自治区人工影响天气办公室,新疆　乌鲁木齐　830002；　4　新疆维吾尔自治区气象局,新疆　乌鲁木齐　830002）

摘　要：东南大风是乌鲁木齐城区独有的强灾害性天气，通过研究发现东南大风是天山峡谷特殊地形造成的大振幅重力波与超低空急流耦合触发的强下坡风暴。针对2012年3月30日乌鲁木齐城区出现的近10 a最强的一次东南大风天气过程，使用中尺度WRF模式进行数值模拟，分析模式输出的高时空分辨率产品发现：在气压梯度力作用下，气流从天山峡谷南端进入，一方面由于狭管效应在峡谷内300～400 m高度形成超低空急流；另一方面气流在进入峡谷过程中，因爬坡强迫抬升形成重力波。重力波在峡谷内与超低空急流发生耦合，在峡谷北端背风坡形成大曲率背风波，背风波的下沉运动引起动量下传，将超低空急流的能量输送到地面，形成水跃型下坡风暴即东南大风。在此过程中背风坡上空风向切变的临界层吸收上层波能量加强了超低空急流，对流层低层稳定层结对背风波的下沉运动起到加速作用。

关 键 词： 超低空急流；重力波；下坡风暴；临界层；层结稳定度

横贯新疆的天山山脉呈东西向分布，在天山山脉的中部存在西北—东南走向的峡谷，峡谷中部海拔高、宽度窄，呈现出贯通南北疆的气流通道，客观上起到了塔里木盆地与准噶尔盆地连通器的作用[1－2]。乌鲁木齐位于峡谷的西北开口下坡处，吐鲁番盆地位于东南开口处（图1b）。当峡谷两端南北疆没有明显的气压梯度时，峡谷内为山谷风活动[3]；当气压场为北疆高南疆低时，气流可穿越峡谷，受峡谷内地形强制作用转为西北—东南向运动，形成达坂城到吐鲁番盆地的西北大风[4－6]，反之则会形成达坂城到乌鲁木齐城区（南郊）的东南大风。乌鲁木齐城区东南大风局地性强、起风突然、风力强劲，常给人民生活生产、交通运输带来严重影响。

东南大风易在冷暖空气交汇频繁的春季和秋季出现。形成北疆低南疆高气压场的天气形势包括回流型、锋前减压型、锋前减压加回流型、南冷北暖型，锋前减压加回流型出现最多，约占40%，且出现的东南大风风力最强[7]。狭管效应对气流存在加速作用，低空存在风速大值区及动量下传[8－9]，东南大风同时具有显著的焚风特征[10－11]，对乌鲁木齐的空气质量有重要影响[12]。中尺度WRF模式对东南大风具有较好的模拟能力，基于模式输出产品能够展示狭管效应和动量下传的存在[13]。前期对乌鲁木齐东南大风的天气类型、狭管效应、动量下传开展了研究，由于受观测资料以及分析技术方法的限制，这些研究未能展示峡谷内气流加速的细节，也未能给出低空风速大值区和动量下传的形成和发展机制。

鉴于天山峡谷地势中间高两端低，我们可以大胆的提出“气流爬坡进入峡谷时受地形抬升激发重力波，重力波在背风坡形成水跃型下坡风暴”这一科学假设。对发生于山体背风一侧的下坡风的研究工作始于1940年代，SCORER[14]使用二层模式讨论背风波，提出了Scorer系数。KLEMP[15－16]，LINNY[17]提出了大振幅背风波及重力波破碎与下坡风

①　**收稿日期：** 2019－05－31；　**修订日期：** 2019－08－27
基金项目： 新疆自治区科技计划项目（201433112）资助
作者简介： 汤浩（1972－），男，高级工程师，本科，从事中尺度数值天气预报模式应用和客观天气预报技术研究
E-mail：tanghao72@163.com
通讯作者： 王旭（1964－），男，研究员，硕士，从事灾害性天气形成机理研究. E-mail：wangxu2323@vip.163.com

注:图(a)中模式三重嵌套区域分别是 27 km(D01)、9 km(D02)和 3 km(D03)。图(b)367、368、463、573 分别代表呼图壁、昌吉、乌鲁木齐、吐鲁番地面气象观测站,F 点(744 m ASL)位于峡谷迎风坡处,A 点(1 237 m ASL)位于峡谷最窄处达坂城附近,B 点(1 093 m ASL)位于峡谷中部柴窝铺附近,C 点(1 097 m ASL)位于峡谷北端,D 点(436 m ASL)位于准噶尔盆地。蓝色折线为图 6 中气流从吐鲁番盆地穿越峡谷进入准噶尔盆地的垂直横截面位置。

图 1　新疆地形及模式模拟区域

Fig. 1　Topography and model domains diagram

暴的关系,LEHNER[18]进行了下坡风暴的观测试验和细节分析。ZHANG[19]分析了低空急流引发地面强风的机制。叶笃正[20]研究了小尺度地形对过山气流的影响,桑建国通过求解大气波动方程给出了下坡运动的分析解[21],肖庆农[22]研究了地形的屏障以及大振幅背风与下坡风的形成,臧增亮[23]给出了背风波的理论波长及扰动的分析解。李艺苑[24]将强下坡风形成的原因归纳为垂直传播的过山波理论、水跃理论、背风波理论,其中水跃可能是形成有限振幅背风波的原因,过山波与背风波会受到临界层的影响。

本文的研究目标是对近 10 a 来发生于乌鲁木齐城区的最强的一次东南大风天气过程进行中尺度数值模拟,基于模式输出的高时空分辨率产品,针对低空风速大值区的生成、重力波的激发与背风波的建立、有利于下坡风暴形成的大气环境条件开展研究,期望能阐述乌鲁木齐城区东南大风的触发机制。

1　东南大风天气过程与模拟方案设计

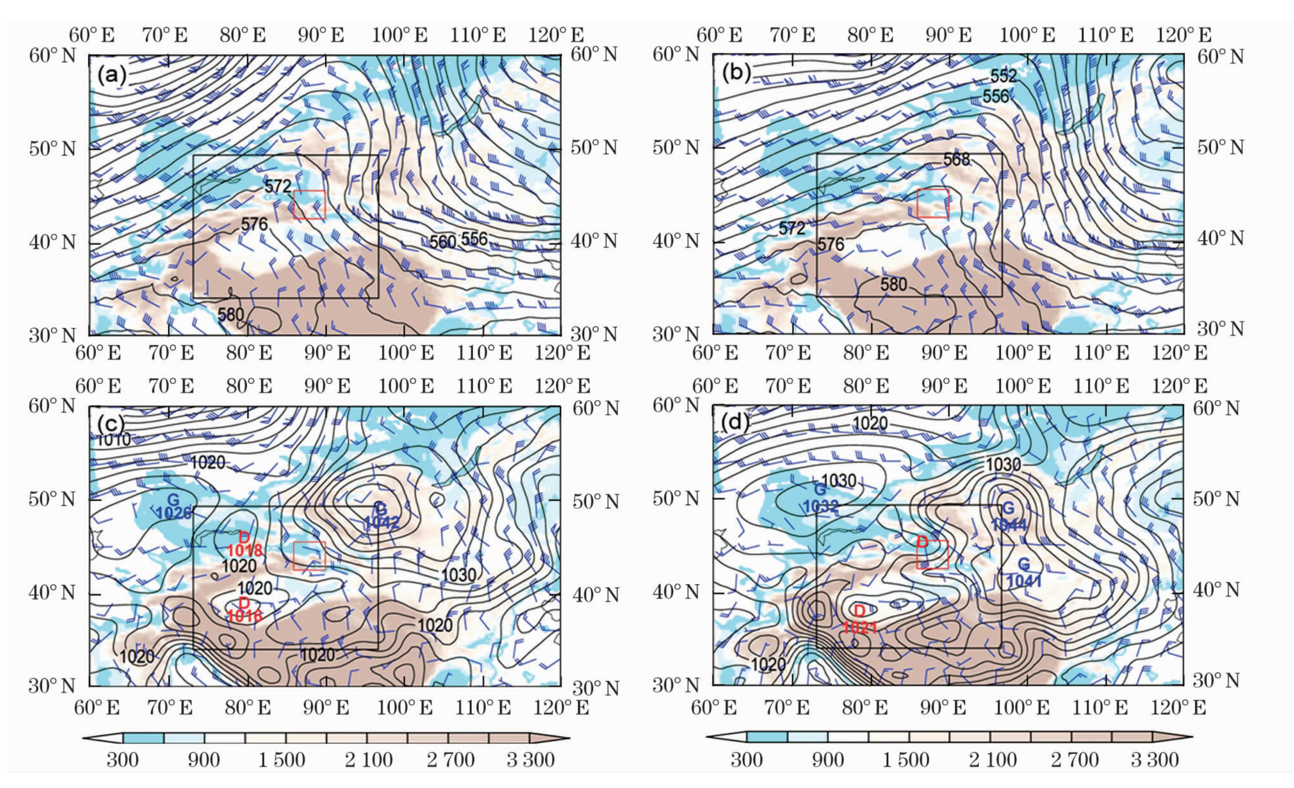
1.1　天气过程概述

2012 年 3 月 30 日 03 时 ~20 时乌鲁木齐城区及南郊出现强东南大风,城区最大风速达 30.3 $m \cdot s^{-1}$(11 级)。大风导致乌鲁木齐城区多处停水停电、航班备降、延误或取消,城区众多广告牌、外墙保温层被吹落,造成车辆受损和人员伤亡,为近 10 a 最强的一次城区东南大风天气过程。

造成这次东南大风的天气形势为锋前减压加回流型(图 2),影响系统高空为高压脊,地面为蒙古冷高压。29 日 20 时 ~30 日 08 时在高空 500 hPa 上中纬度为两槽一脊,新疆及其以北的西伯利亚为强盛的脊,脊后强的西南气流推动脊顶向东南方向衰退,脊前低槽转向南下,乌鲁木齐由脊前逐渐变为脊线后(图 2a ~2b)。脊前北风带引导北方强冷空气南下,29 日 20 时的海平面气压场上(图 2c),蒙古高压中心强度达 1 042 hPa,南疆盆地为低压区,乌鲁木齐位于高压底的后部。随后至 30 日 08 时(图 2d),蒙古高压加强并分裂南下,冷空气"东灌"进入南疆,吐鲁番盆地气压迅速上升,气压场呈现出明显的南高北低、东高西低形势,乌鲁木齐处于气压梯度大值区,乌鲁木齐东南大风的天气尺度形势稳定建立。

1.2　模拟方案设计与模拟结果验证

WRF 模式是由美国大气研究中心和美国环境预报中心联合多家大学、研究机构及业务部门开发的新一代中尺度数值天气预报模式及同化系统,该模式在我国天气预报和数值模拟研究中得到广泛应用。本文使用 WRF V3.7.1 对这次东南大风天气过程进行数值模拟,采用 27、9、3 km 三重双向嵌套(图 1a),垂直方向为 38 层,层顶气压取 50 hPa,并对低层进行了加密,物理过程和参数化方案使用新疆气象工作者经遴选和优化,在新疆综合性能最优



注:29 日 20 时(a)和 30 日 08 时(b)500 hPa 位势高度和风场,29 日 20 时(c)和 30 日 08 时(d)海平面气压场和 850 hPa 风场,图中黑色矩形框为新疆所在区域,红色矩形框同图 1a。

图 2　高低空形势场和风场

Fig. 2　Circulation and wind field

的方案[25](表 1)。初始场使用 NCEP/NCAR(1°×1°)的 FNL 数据驱动,模拟时段从 3 月 29 日08 时~31 日 20 时,每 6 h 更新侧边界,逐小时输出模拟结果。

中尺度 WRF 模式三重嵌套表现出相对一致的模拟结果,分辨率越高模拟风速越大如图 3a 所示。20 m·s^{-1}以下的风速 3 km、9 km 分辨率模拟差别不大,两者模拟的起风时间略偏早,风速减小时间偏晚,对东南风起风突然、风速脉动性强的特性模拟效果不佳(图 3b),可能与模拟性能或 NCEP 分析资料的可靠性有关[26]。但是,总体来看3 km分辨

表 1　模拟过程中各嵌套区域使用的物理过程和参数化方案

Tab. 1　Physical processes and parameterization schemes for each nested region

	D01	D02	D03
微物理	WSM6	WSM6	WSM6
积云参数化	KF	KF	
长波辐射	RRTMG	RRTMG	RRTMG
短波辐射	RRTMG	RRTMG	RRTMG
陆面过程	Noah	Noah	Noah
近地层	Monin-Obukhov	Monin-Obukhov	Monin-Obukhov
边界层	ACM2	ACM2	ACM2

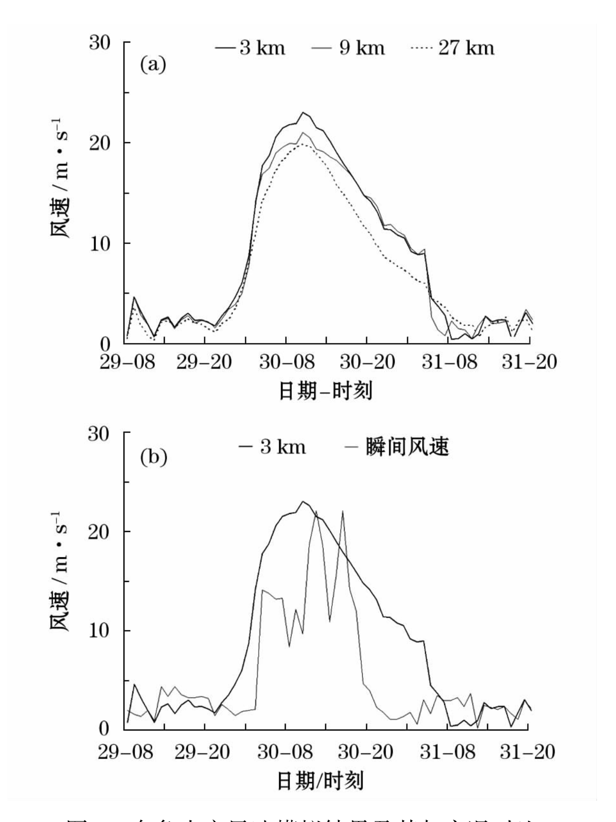


图 3　乌鲁木齐风速模拟结果及其与实况对比

Fig. 3　Simulation of wind speed and its contrast with reality in Urumqi station

率的模拟最大值与实况更为接近,同时考虑到 3 km 分辨率对复杂地形的描述更为精确,因而选取 3 km 分辨率的模拟结果开展后续的分析工作。

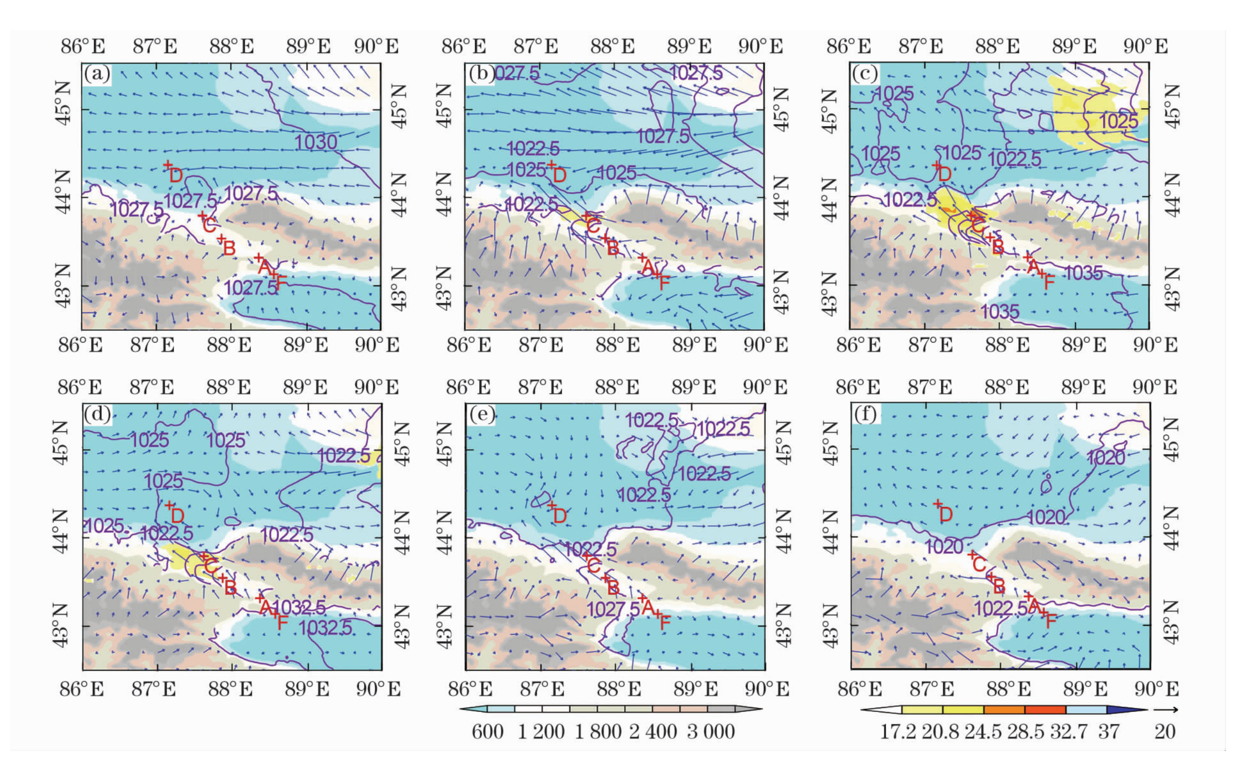
2 结果分析

2.1 地面气压场和风场

地面气压场和风场的演变反映这次东南大风过程属锋前减压加回流的天气形势(图 4)。29 日 22 时(图 4a)峡谷两端海平面气压相当,峡谷内无明显的气流运动。至 30 日 04 时(图 4b)北疆受锋前减压影响气压开始下降,同时蒙古高压底部的冷空气回流进入南疆,峡谷南端气压升至 1 030 hPa,峡谷两端气压差达 7.5 hPa,高压舌自南向北伸展进入峡谷,冷空气在气压梯度力作用下自南端进入峡谷,其运动方向受峡谷走向的强迫作用转为西北—东南向,同时在狭管效应的作用下风速逐渐加大,峡谷北端出口处出现 8 级大风。30 日 10 时南疆气压进一步增强至 1 035 hPa(图 4c),峡谷两端气压梯度最大达 12.5 hPa,高压舌在峡谷内伸展的尤为明显,表明冷空气充分进入峡谷,1 030 hPa 的等压线越过峡谷中部 B 点,与峡谷北端 C 点间的气压梯度达到最强,峡谷内自中部以北开始出现 8 级大风,气流在向峡谷北端的运动过程中继续加速,在峡谷出口的地形下降处形成强下坡风(风力达 11 级),大风区覆盖范围达到最大,下坡气流保持东南风向进入准噶尔盆地,并向 D 点运动。之后南北疆的气压梯度逐渐减弱,峡谷内及出口处的风速随之减小直至停止。

2.2 天山峡谷的超低空急流

在地面气压场南高北低的情形下,气压梯度力推动冷空气进入峡谷,气流进入峡谷的过程在地面和中低空同时存在,但在 850 hPa 上峡谷内东南风较之地面更为强劲。29 日 22 时(图 5a)南高北低的气压场尚未建立,峡谷内还没有形成风向一致的气流。30 日 04 时(图 5b)南北气压梯度初步建立,峡谷内 B 点以北出现超过 8 级的东南气流,较地面风场(图 4)大约早 6 h,风速也更为强劲,峡谷出口处 C 点风速达 11 级。30 日 10 时(图 5c)峡谷内风速达到最强,此刻峡谷出口处风速达到 12 级,且在下游 D 点出现另一个风速 12 级的大值区。随后南北气压梯度减小、风速趋于减弱,随着位于新疆西北部蒙古冷高压的东移,气流进入准噶尔盆地后逐渐由



注:29 日 22 时(a)、30 日 04 时(b)、10 时(c)、16 时(d)、22 时(e)、31 日 04 时(f)海平面气压(紫线),风矢(箭头),蒲氏风级(8 级开始填色),F、A、B、C、D 点同图 1b

图 4 海平面气压场和风场

Fig. 4 Sea level pressure field and wind field

东南向转为西南向(图5e~5f)。由于峡谷内海拔在1 100~1 250 m之间,峡谷内850 hPa高度的强风带距离地面300~400 m,属超低空急流。该超低空急流由气压梯度力和狭管效应共同作用而形成,在峡谷出口处的低空风速最大。

2.3　重力波及其与超低空急流的耦合

气流自吐鲁番盆地爬坡进入峡谷过程中受地形抬升及重力恢复力的作用会激发出重力波,重力波可以使用位温进行表征[27]。当重力波沿峡谷向北传播在背风坡处产生背风波,背风波的下沉运动必然与前文所述的超低空急流发生相互作用,将超低空急流携带的动量下传至地面,导致下坡风暴的产生。图6详细展示了这一过程。从图6可以看出,当峡谷两端气压梯度不明显时,峡谷内地面至高空无明显的气流运动,等位温线较为平直。随着峡谷两端气压梯度的逐渐加大,30日04时(图6b)等位温线波动性迅速增加,重力波振幅加大,在峡谷内形成一个波长与峡谷长度相当的完整波形。因狭管效应在峡谷内形成急流,急流轴在850 hPa附近,急流区向上延伸至700 hPa附近,而700 hPa的高度与峡谷两侧山体高度相当(图1b),表明峡谷内由地面至峡谷两侧山体高度均受狭管效应影响,最强处在850 hPa附近。风羽图显示气流运动与等位温线吻合度较高,表明重力波传播过程中与超低空急流产生耦合。此时冷空气在峡谷南端堆积尚不深厚,进入峡谷的气流以地面爬坡为主。30日10时(图6c)冷空气在峡谷南端形成深厚的堆积,从地面至700 hPa气流充分进入峡谷,峡谷内中低空急流达到最强,重力波也达到最强,其振幅约为1 500~2 000 m,波长与峡谷长度相当。等位温线在峡谷南端出口处与地面近乎垂直,背风波波谷曲率达到最大,波谷处风速达12级,11级风速接地。风羽的走势与等位温线的走势更为吻合,表明超低空急流与重力波充分耦合,急流随重力波向前传播在下坡处形成背风波的水跃现象,此时位温线向上游方向倾斜,削弱了重力波波包的垂直传播速度并导致波破碎。波破碎湍流加剧急流区能量的向下传播,加大了地面风速。另外,在下坡处势能向动能的转化也会加大地面风速。之后随着峡谷两端气压梯度的减小,进入峡谷的气流减弱,重力波振幅变小,峡谷内中低空急流减弱,峡谷北端的东南风也随之减弱。

2.4　有利的大气环境条件

前人的研究表明迎风坡稳定层结的存在增加了地形的阻挡作用,背风坡低层稳定层结则有利于下坡风暴的发展[16,22]。大气层结稳定度常用浮力频率(Brount-Väisälä频率)刻划,当浮力频率值超过

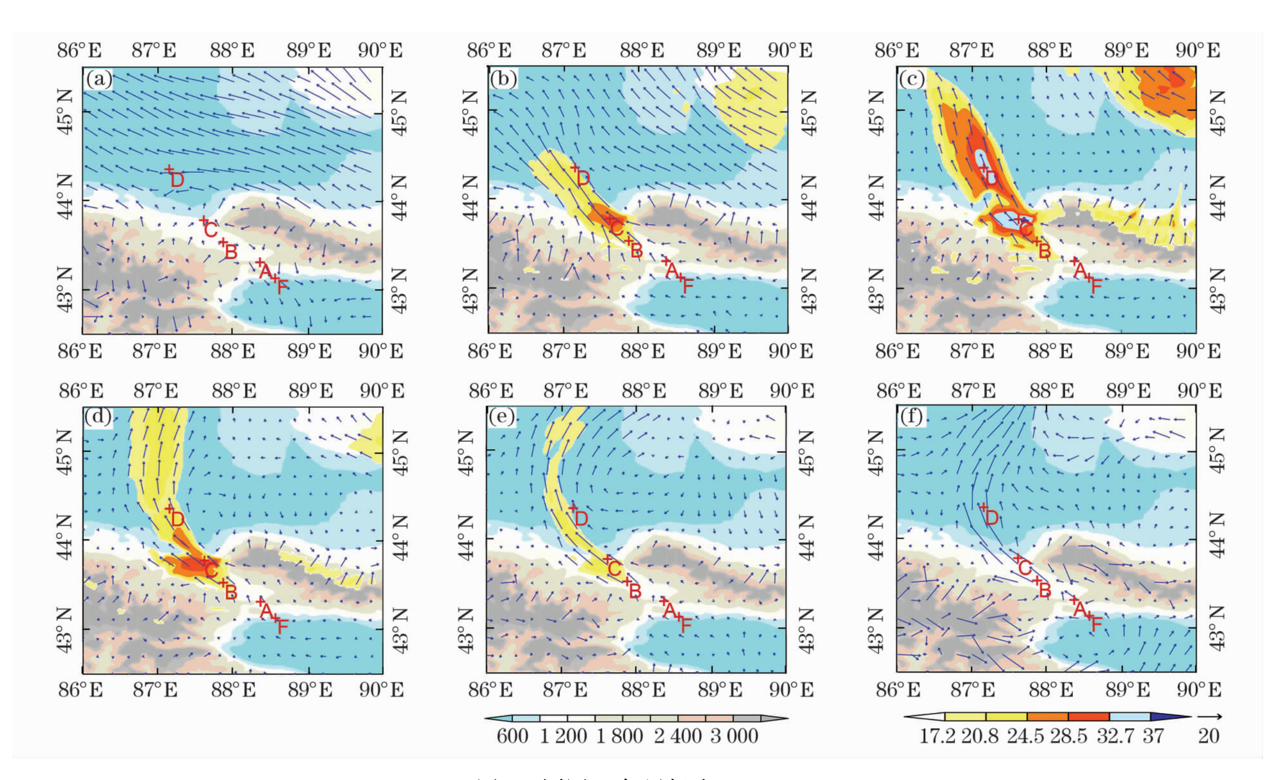
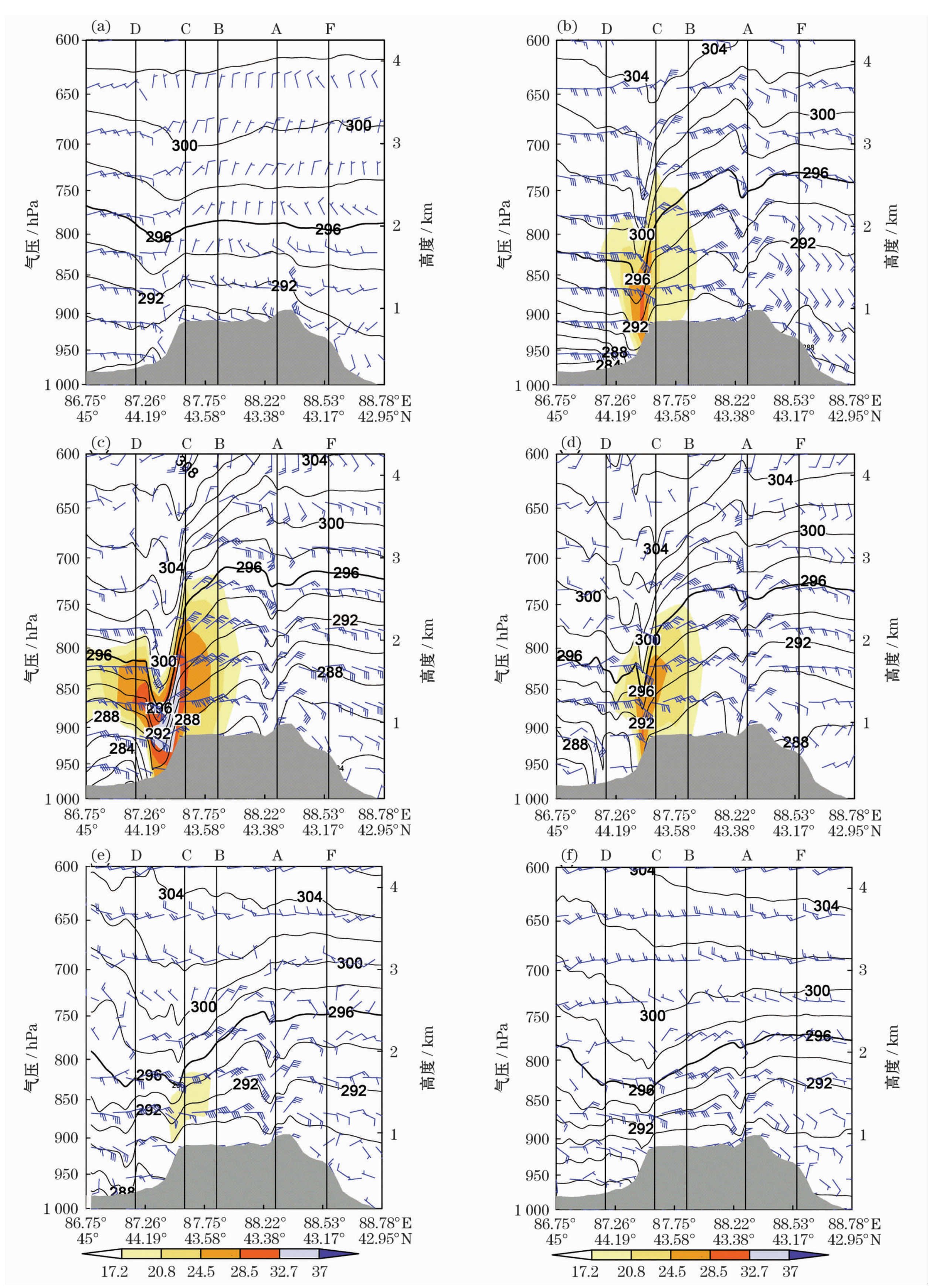


图5　同图4,但风场为850 hPa

Fig.5　Same as Fig.4, but for wind field in 850 hPa



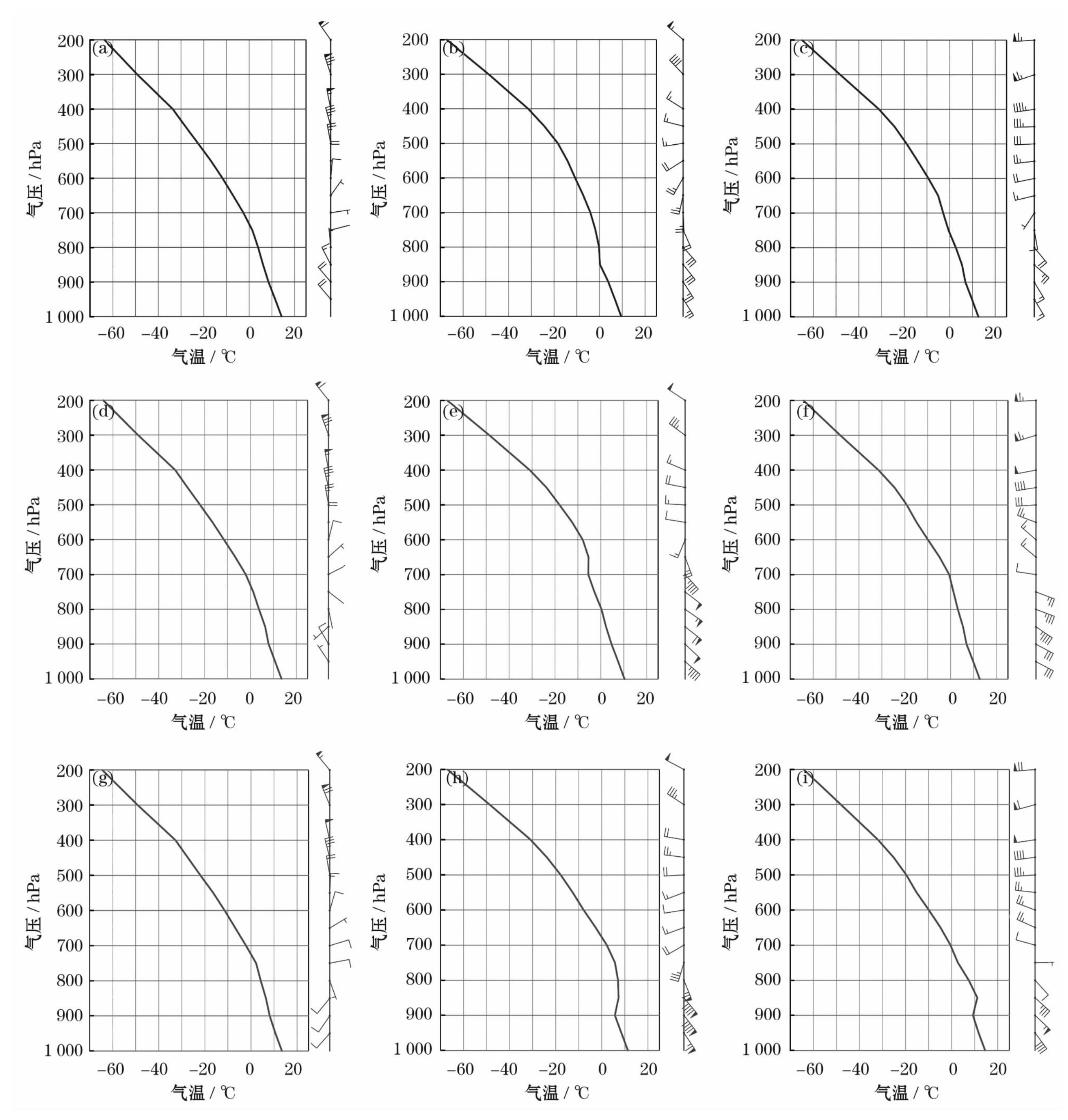
注:29 日 22 时(a)、30 日 04 时(b)、10 时(c)、16 时(d)、22 时(e)、31 日 04 时(f)位温(黑线,K),沿折线水平风速(填色,m·s⁻¹),水平风速与垂直速度风羽(蓝色),地形高程(灰色),竖线 F、A、B、C、D 代表图 1b 中相应点的位置

图 6　气流穿过峡谷垂直剖面

Fig. 6　Cross section of airflow over mountain

$2\times10^{-4}\ \mathrm{S}^{-2}$时认为大气层结稳定,数值越大层结越稳定[28]。研究还表明由风向切变形成的临界层能够吸收上空的波能量并向下传递[29-30]。东南大风的形成除气压梯度、峡谷地形外,有利的大气环境条件还包括风向切变的临界层对上层波能量的吸收对超低空急流能量的增强作用,以及大气稳定层结对背风波下沉运动的加速作用。

从峡口南端到峡谷中部,对流层低层没有逆温层存在,在峡口北端 850 hPa 附近存在逆温层,该稳定层结有利于背风波的下沉运动(图 7)。低层东南风与高层西南风发生切变的临界层高度,在峡口南端和峡谷中部较高,位于 750~650 hPa 之间,在峡口北端较低,位于 800~750 hPa 之间。而临界层上下风切变的强度,自南向北明显加强,这表明临界层吸收上层波能量逐渐加强,传递给下层气流的能量也逐渐加强,在峡谷中部超低空急流的风速达 $24\ \mathrm{m\cdot s^{-1}}$,超低空急流向北传播过程中高度降低、强度进一步加强,在峡谷北端风速增至 $36\ \mathrm{m\cdot s^{-1}}$。

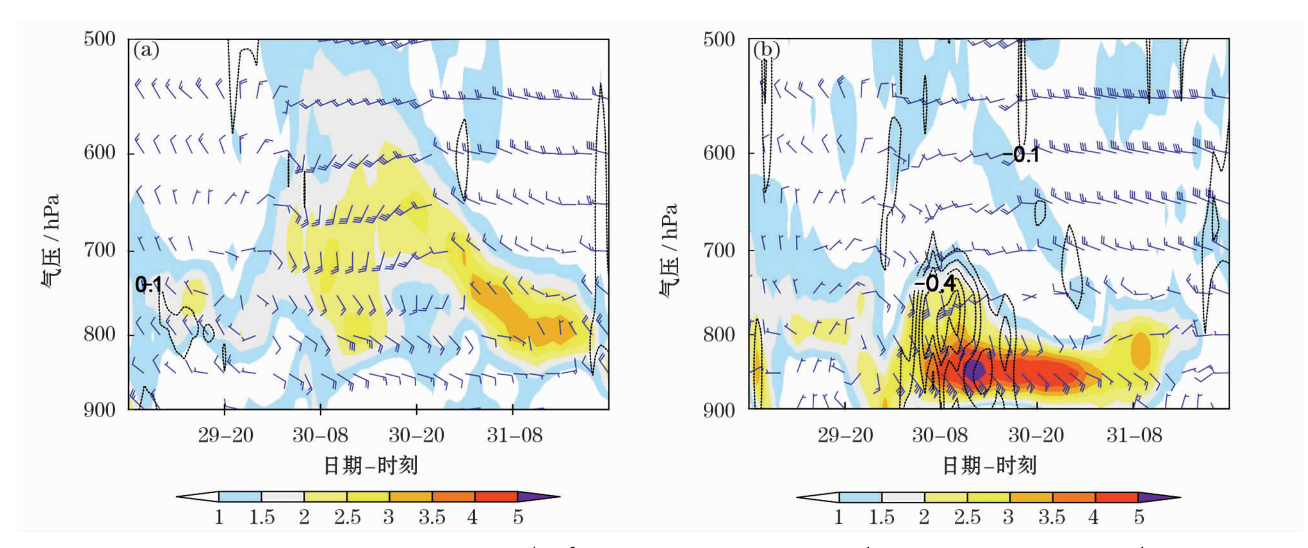


注:(a)~(c)代表山前 F 点,(d)~(f)代表峡谷内 B 点,(g)~(i)代表背风坡 C 点,3 个点的时间依次为 29 日 22 时、30 日 10 时、30 日 22 时

图 7　*T*-log*P* 图

Fig. 7　Diagram of *T*-log*P*

峡谷两端大气层结稳定度和垂直速度的时间—高度剖面,进一步展示出大气环境条件有利于气流爬坡,以及对下坡风暴的加强作用(图8)。在峡口入口区大气层结稳定度呈三角结构,对流层低层层结稳定度不高,这种层结稳定度有利于近地层气流爬坡进入峡谷。在峡口出口区大气低层层结稳定,利于超低空急流的能量向地面的传播,强稳定和下沉运动中心出现时间,与地面强风出现时间吻合。



注:(a)山前F点,(b)乌鲁木齐;填色代表浮力频率(10^{-4} S^{-2}),等值线代表垂直运动($m \cdot s^{-1}$),风羽代表水平运动($m \cdot s^{-1}$)

图8　峡谷两端浮力频率的高度—时间剖面

Fig. 8　Height-time profiles of Brount-Väisälä frequencies at both ends of the canyon

3　结 论

由于天山大地形的阻挡作用,在特定的天气形势下其两侧会出现南高北低的气压场形势,气流穿越天山中部的峡谷,形成峡谷北端乌鲁木齐城区的东南大风,造成的灾害较为严重。本文使用中尺度WRF模式对2012年3月30日乌鲁木齐城区出现的近10 a来最强的一次东南大风进行了数值模拟,在乌鲁木齐站点地面大风模拟较为准确的基础上,对该次东南大风天气进行了诊断分析,主要结论如下:

(1)蒙古高压底部的冷空气回流进入南疆盆地形成地面高压,北疆因锋面入侵出现锋前减压,天山两侧形成南高北低的气压场分布,在气压梯度力的作用下,冷空气进入天山中部峡谷,在狭管效应的作用下气流逐渐加速,在峡谷中部距离地面300～400 m形成风向东南、风速超过8级的超低空急流。

(2)在峡谷南端冷空气爬坡进入峡谷的过程中,因地形强迫抬升激发出重力波。随着峡谷两侧气压梯度的增加,气流进入峡谷的速度增加,重力波振幅加大,并与超低空急流发生耦合,重力波波长与峡谷长度相当,并在峡谷北端背风坡处形成背风波水跃接地,将超低空急流的能量带向地面,形成地面强下坡风暴,即东南大风。在此过程中,背风坡上空对流层低层稳定的大气层结,加剧了背风波下沉运动及其引发的能量下传。

(3)两个因素对超低空急流能量进行了补充和增强,其一:超低空急流之上的东南与西南风风向切边的临界层吸收上层波能量,向下传递给超低空急流;其二:重力波波破碎湍流加剧了急流区能量的向下传递。

参考文献(References)

[1]　何毅,杨太保,陈杰,等.1960—2013年南北疆风速变化特征分析[J].干旱区地理,2015,38(2):249－259.[HE Yi,YANG Taibao,CHEN Jie,et al. Wind speed change in north and south Xinjiang from 1960 to 2013[J]. Arid Land Geography,2015,38(2):249－259.]

[2]　赵建华.河西走廊连通器效应探讨[J].干旱气象,2004,22(1):90－94.[ZHAO Jianhua. Discussion of connected vessles effect of Hexi Corrifor[J]. Arid Meteorology,2004,22(1):90－94.]

[3]　吕新生,王旭,蔡仁,等.乌鲁木齐辖区山谷风环流特征的分析[J].干旱区地理,2016,39(6):1172－1180.[LYU Xinsheng, WANG Xu, CAI Ren, et al. Characteristics of mountain-valley breeze in Urumqi area[J]. Arid Land Geograph,2016,39(6):1172－1180.]

[4]　汤浩,李如琦,贾丽红.新疆"2.28"大风的中尺度数值模拟

[J]. 气象,2011,37(11):1365 – 1371. [TANG Hao, LI Ruqi, JIA Lihong. Mesoscale numerical simulation of the 28 February 2007 gale in Xinjiang[J]. Meteorological Monthly,2011,37(11):1365 – 1371.]

[5] 黄海波,陈春艳,陶祖钰. 2007 年 2 月 28 日新疆强风天气成因分析[J]. 北京大学学报(自然科学版),2013,49(5):799 – 805. [HUANG Haibo, CHEN Chunyan, TAO Zuyu. Cause analysis of strong wind in Xinjiang on February 28, 2007[J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis,2013,49(5):799 – 805.]

[6] 马韫娟,马淑红,张云惠,等. 新疆高速公路强横风区间安全行车对策研究[J]. 干旱区地理,2012,35(2):209 – 220. [MA Yunjuan, MA Shuhong, ZHANG Yunhui, et al. Measures for safe driving at violent wind section of Xinjiang Expressway[J]. Arid Land Geograph,2012,35(2):209 – 220.]

[7] 张家宝,苏起元,孙沈清,等. 新疆短期天气预报指导手册[M]. 乌鲁木齐:新疆人民出版社,1986:330 – 336. [ZHANG Jibao, SU Qiyuan, SUN Shengqing, et al. Guide manual of the short term weather forecast in Xinjiang[M]. Urumqi: Xinjiang People Press,1986:330 – 336.]

[8] 孙鸣婧,李如琦,刘俊哲,等. 乌鲁木齐春季两类东南大风个例的对比分析[J]. 沙漠与绿洲气象,2017,11(5):38 – 45. [SUN Mingjing, LI Ruqi, LIU Junzhe, et al. Analysis of comparison between the two kinds of the southeasterly gale cases in spring in Urumqi[J]. Desert and Oasis Meteorology,2017,11(5):38 – 45.]

[9] 张利平,陈阳权,朱国栋,等. 乌鲁木齐机场冬季东南大风引起的低空风切变个例分析[J]. 沙漠与绿洲气象,2012,6(6):23 – 25. [ZHANG Liping, CHEN Yangquan, ZHU Guodong, et al. Analysis of low-level wind shear caused by winter southeast wind at Urumqi airport[J]. Desert and Oasis Meteorology,2012,6(6):23 – 25.]

[10] LI X, XIA X, XIN Y, et al. An investigation of boundary layer structure under the influence of the gap wind in Urumqi, China, during air pollution episode in winter[J]. Air & Waste Management Association,2012,62(1):26 – 37.

[11] LI X, XIA X, WANG L, et al. The role of foehn in the formation of heavy air pollution events in Urumqi, China[J]. J Geophys Res Atmos,2015,120:5371 – 5384.

[12] 赵克明,李霞,卢新玉,等. 峡口城市乌鲁木齐冬季大气污染的时空分布特征[J]. 干旱区地理,2014,37(6):1108 – 1118. [ZHAO Keming, LI Xia, LU Xinyu, et al. Wintertime temporal-spatial distribution characteristics of air pollutants in mountain gap town Urumqi[J]. Arid Land Geography,2014,37(6):1108 – 1118.]

[13] 杨洪儒,王楠. 地窝堡机场东南大风特征及其大气结构[J]. 干旱气象,2014,32(3):393 – 398. [YANG Hongru, WANG Nan. Characteristics of southeast gale and its corresponding atmospheric structure at Urumqi airport[J]. Journal of Arid Meteorology,2014,32(3):393 – 398.]

[14] SCORER R S. Theory of wave in the lee of mountains[J]. Quart J Roy Meteor Soc,1949,7(1):41 – 56.

[15] KLEMP J B, LILLY D K. Numerical simulation of hydrostatic mountain wave[J]. J Atoms Sci,1975,32(1):87 – 107.

[16] KLEMP J B, LILLY D K. The dynamics of wave-induced downslope wind[J]. J Atoms Sci,1975,32(2):320 – 329.

[17] LILLY D K. A severe downslope windstorm and aircraft turbulence event induce by a mountain wave[J]. J Atmos Sci,1978,35(1):59 – 77.

[18] LEHNER M, WHITEMANV C D, HOCH S W, et al. The METCRAX II field experiment: A study of downslope windstorm-type flows in Arizona's meteor crater[J]. Bull Amer Meteor Soc,2016,97:217 – 235.

[19] ZHANG G X, ZHANG D L, SUN S F. On the orographically generated low-level easterly jet and severe downslope storms of march 2006 over the Tacheng Basin of northwest China[J]. Monthly Weather Review,2018,146(6):1667 – 1683.

[20] 叶笃正. 小地形对气流的影响[J]. 气象学报,1956,27(3):241 – 262. [YE Duzheng. Impact of micro scale terrain to air flow[J]. Acta Meteorology Sinica,1956,27(3):241 – 262.]

[21] 桑建国. 下坡运动的分析解[J]. 气象学报,1989,47(2):191 – 198. [SANG Jianguo. Analytical solutions of downslope motions[J]. Acta Meteorology Sinica,1989,47(2):191 – 198.]

[22] 肖庆农,伍荣生. 地形对于气流运动影响的数值研究[J]. 气象学报,1995,53(1):38 – 49. [XIAO Qingnong, WU Rongsheng. Numerical experiments of influence of topography on atmospheric motion[J]. Acta Meteorology Sinica,1995,53(1):38 – 49.]

[23] 臧增亮,张铭. 三层模式背风波的理论研究[J]. 气象学报,2004,62(4):395 – 400. [ZANG Zengliang, ZHANG Ming. Theoretical study on trapped lee waves on three-layers model[J]. Acta Meteorology Sinica,2004,62(4):395 – 400.]

[24] 李艺苑,王东海,王斌. 中小尺度过山气流的动力问题研究[J]. 自然科学进展,2009,19(3):310 – 324. [LI Yiyuan, WANG Donghai, WANG Bin. Dynamics research of meso- and micro-scale airflow over mountain[J]. Progress in Natural Science,2009,19(3):310 – 324.]

[25] 汤浩. 背景场和物理过程对 WRF 模式在新疆区域预报性能的影响[J]. 沙漠与绿洲气象,2014,8(3):27 – 33. [TANG Hao. The Impacts of background filed and physical process on forecasting performance of WRF in Xinjiang area[J]. Desert and Oasis Meteorology,2014,8(3):27 – 33.]

[26] 辛渝,陈洪武,江远安,等. 基于 MM5 模拟试验的新疆风能资源统计订正初探[J]. 干旱区地理,2012,35(1):32 – 45. [XIN Yu, CHENG Hongwu, JIANG Yuanan, et al. Statistical modification of wind energy resources based on the MM5 simulation experiment in Xinjiang[J]. Arid Land Geograph,2012,35(1):32 – 45.]

[27] 扬大升,刘余滨,刘式适. 动力气象学[M]. 北京:气象出版社,1980:19 – 37. [YANG Dasheng, LIU Yubin, LIU Shishi. Dynamics meteorology[M]. Beijing: China Meteorological Press,1980:19 – 37.]

[28] 卢冰,史永强,王光辉,等. 新疆克拉玛依强下坡风暴的机理研究[J]. 气象学报,2014,72(6):1218 – 1230. [LU Bing, SHI Yongqiang, WANG Guanghui, et al. Numerical study of severe downslope winds at Kelamayi, Xinjiang[J]. Acta Meteorology Sinica,2014,72(6):1218 – 1230.]

[29] 岳显昌,易帆. 重力波波包在临界层附近的传播[J]. 中国科学(E辑),2005,35(11):1215 – 1232. [YUE Xianchang, YI Fan. Propagation of gravity wave packets near critical layer[J]. Science in China (Ser E),2005,35(11):1215 – 1232.]

[30] 谭本馗,伍荣生.临界层理论研究进展[J].气象学报,1992,50(4):492-503.[TAN Benkui,WU Rongsheng. Advance in critical layers of waves in shear flow[J]. Acta Meteorology Sinica,1992,50(4):492-503.]

Formation mechanism of a southeast gale event in Urumqi urban area:The coupling of gravity wave and ultra-low level jet

TANG Hao[1,2], WANG Xu[3], CHU Chang-jiang[4], SUN Ming-jing[1]

(1 *Xinjiang Meteorological Observatory*, *Urumqi* 830002, *Xinjiang*, *China*; 2 *Institute of Desert Meteorology*, *China Meteorological Administration*, *Urumqi* 830002, *Xinjiang*, *China*; 3 *Weather Modification Office of Xinjiang*, *Urumqi* 830002, *Xinjiang China*; 4 *Xinjiang Meteorological Bureau*, *Urumqi* 830002, *Xinjiang*, *China*)

Abstract: There is a northwest-southeast-oriented canyon in the middle of the Tianshan Mountains, Xinjiang, China, the length of the canyon is about 80 km, the altitude at the bottom of the valley is about 1 200 m, and the height of the mountains is about 3 000 m. Urumqi is located in the northwest opening downhill of the canyon, the Turpan Basin is located at the southeast opening. This paper uses the mesoscale WRF model to simulate the strongest southeastern gale in the past 10 years in Urumqi City which occurred on March 30, 2012. The simulated output of high temporal-spatial resolution is analyzed. With the simulation and the diagnostic analysis we concluded that the southeast gale in Urumqi is a strong downslope windstorm triggered by the combination of gravity wave and ultra-low level jet which was caused by the special landform in Tianshan canyon. The formation mechanism is summarized as follows: (1) The cold air at the bottom of the Mongolian high pressure flows back into the basin from the eastern part of the Tarim Basin, accumulates and forms a ground high pressure on the south side of the Tianshan Mountains. On the north side of the Tianshan Mountains, the front decompression occurs due to the intrusion of cold front, and thus pressure field on both sides of the Tianshan Mountains is high in the South and low in the North. Under the action of the pressure-gradient force, the cold air enters the Tianshan Gorge, and the airflow gradually accelerates due to the funneling effects. In the middle of the canyon, the wind is southeast and the wind speed exceeds 8 at a distance of 300 meters from the ground. (2) During the process of cold air at the southern end of the canyon climbing into the canyon, gravity waves are formed by the forced lifting due to the terrain. As the pressure gradient on both sides of the canyon increases, the amplitude of the gravity wave increases and is coupled with the ultra-low-level jet, the gravity wave forms a leeward wave hydraulic jump at the northern end of the canyon, triggering a strong downhill storm on the ground, that is the southeast gale in Urumqi. (3) There are two factors complementing each other and thus enhancing the ultra-low-level jet energy. One of them is the critical layer of the shear of southeast and southwest winds above the ultra-low-level jet stream absorbs the upper-layer wave energy and transmits it downward to the ultra-low-level jet stream; the other is the gravity wave breaking turbulence exacerbates the downward transfer of energy in the rapids. In this process, the stable atmospheric stratification of the lower troposphere over the leeward slope exacerbates the sinking motion of lee wave and the energy transmission caused by it.

Key words: ultra-low level jet; gravity wave; downhill storm; critical layer; stratification stability